

印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系

I. 耦合分析

梁肇宁 温之平* 吴丽姬

中山大学季风与环境中心/大气科学系, 广州 510275

摘 要 运用 CSVD 和联合 CSVD 等较新颖的统计方法, 在去除/未去除 ENSO 影响的思路下, 探讨了印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系, 结果表明: 在没有去除 ENSO 信号(外部作用)影响的情况下, 全区一致型的海温异常分布对南海夏季风建立迟早起着重要的作用。当全区温度距平为正(负)时, 南海夏季风建立较晚(早)。在去除了 ENSO 信号的影响后, 非 ENSO 全区一致型和 SIODM 型是影响南海夏季风建立早晚的两个主要的印度洋海温分布型。对于非 ENSO 全区一致型的海温分布, 当前期海温全区为负(正)距平时, 南海夏季风建立较早(晚)。而对于 SIODM 型的海温分布, 则当前期海温距平为西负东正(西正东负)的 SIODM 型时, 南海夏季风建立较早(晚)。

关键词 印度洋 海温异常 南海夏季风 建立迟早

文章编号 1006-9895(2006)04-0619-16 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

The Relationship Between the Indian Ocean Sea Surface Temperature Anomaly and the Onset of South China Sea Summer Monsoon. I. Coupling Analysis

LIANG Zhao-Ning, WEN Zhi-Ping, and WU Li-Ji

Center for Monsoon and Environment Research, Department of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275

Abstract The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly (SSTA) and the onset of South China Sea summer monsoon (SCSSM) has been analyzed with 1953 - 1998 Reynolds & Smith monthly sea surface temperature (SST) as well as NCEP/NCAR monthly re-analysis data based on Empirical Orthogonal Function (EOF), the new statistical method CSVD (Conditional Singular Value Decomposition) and CCSVD (Confederate Conditional Singular Value Decomposition). EOF analysis results show that there exist two major patterns of Indian SSTA during all the seasons, one is called the unipole mode which is closely related to ENSO, the other is called the southern Indian Ocean Dipole mode (SIODM). These two modes perform with obvious interdecadal variation. In order to distinguish the impact of ENSO on the Indian Ocean SSTA, Conditional Singular Value Decomposition/ Confederate Conditional Singular Value Decomposition methods are applied in this study. The results show with the influence of ENSO, positive (negative) unipole pattern of the Indian Ocean SSTA is one of the major affecting patterns that will lead to the late (early) onset of SCSSM. Without the influence of ENSO, none ENSO unipole pattern and SIODM pattern are in order the two major affecting patterns; negative (positive) none ENSO unipole pattern may contribute to the early (late) onset of SCSSM, while negative (positive) SIODM pattern plays a role in

收稿日期 2005-04-28, 2005-11-25 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40275026, 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第一部分

作者简介 梁肇宁, 女, 1978 年出生, 硕士, 主要从事热带季风方面的研究。E-mail: ele_liang@hotmail.com

* 通讯作者 E-mail: eeswzp@zsu.edu.cn

the early (late) onset of SCSSM.

Key words the Indian Ocean, sea surface temperature anomaly (SSTA), the South China Sea summer monsoon (SCSSM), early or late onset

1 引言

南海夏季风是东亚季风的重要组成部分, 又是整个亚洲夏季风系统中爆发最早的子系统。已有研究^[1, 2]表明, 其爆发的早晚可相差一个月以上。南海夏季风建立的迟早, 受整个热带、副热带地区海-陆-气状况的制约^[3], 与海温的关系尤为密切。

关于海温对南海夏季风爆发早晚影响的研究, 目前大多注重南海-太平洋一带海温的异常变化, 而较少对印度洋的情况进行研究。印度洋位于亚洲大陆的西南面, 在地理位置方面与太平洋是同等重要的。陶诗言和张庆云的研究^[4]曾指出, 影响亚洲冬夏季风的更直接因素可能来自印度洋。已有的对印度洋海温的分析发现^[5~8], 其全区海表温度由于受 ENSO 的影响而与赤道东太平洋的海表温度有很好的正相关。除此之外, 印度洋还受到其内部的动力学和热力学机制的影响, 主要表现为一种局地的特征^[6, 9]。Saji 等^[10]、Webster 等^[11]以及李崇银等^[12, 13]的研究发现, 这种局地特征主要表现为热带印度洋东西部海温距平相反的偶极子分布型。有关偶极子与季风关系的研究也多集中在印度季风方面^[14], 特别是与印度降水方面的研究较多^[15, 16], 而与东亚季风尤其是与南海季风关系的研究很少。

由于印度洋海温特征不像太平洋海温那样单一, 而是比较复杂, 存在多元性结构^[8], 并且很大程度上受到 ENSO 信号的影响, 因此, 区分印度洋海温异常中 ENSO 的影响和局地变化特征(例如偶极子)对研究印度洋海温对季风爆发的影响是非常重要的。本文运用较长的时间序列资料(1950~1998 年), 利用较新颖的统计方法探讨前期印度洋海温异常和后期南海夏季风爆发早晚的耦合关系。

所用资料和分析方法的介绍见第 2 节; 第 3 节分析未去除 ENSO 影响时前期印度洋海表温度异常和后期南海夏季风建立的耦合关系; 第 4 节探讨去除 ENSO 影响后前期印度洋海表温度异常和后期南海夏季风建立的耦合关系; 第 5 节是结论。

2 资料和分析方法

本文所用到的资料主要包括: (1) Reynold 和

Smith^[17] 1950~1998 年的重构月平均海表温度资料(SST), 空间分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ 。(2) NCEP/NCAR (美国国家大气研究中心环境预测中心) 1953~1999 年全球大气月平均再分析资料, 空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 其中包括 500 hPa 高度场资料, 200 hPa 和 850 hPa 的二维风场 (u 、 v) 资料。

使用的分析方法主要有: 经验正交函数分解(EOF)、奇异值分解(Singular Value Decomposition, 简称 SVD)分析、联合奇异值分解(Confederate Singular Value Decomposition, 简称联合 SVD)分析等。这里, 主要介绍文中用到的两种在上述 SVD、联合 SVD 方法的基础上发展起来的新的统计方法, 称为条件奇异值分解(Conditional Singular Value Decomposition, 简称 CSVD)分析, 还有联合条件奇异值分解(Confederate Conditional Singular Value Decomposition, 简称联合 CSVD)分析。

2.1 条件奇异值分解(CSVD)分析

条件奇异值分解(CSVD)分析是由美国夏威夷大学国际太平洋研究中心的 An^[18]提出的, 它的特点是可以先去掉变量场本身含有的一些信号, 然后再作 SVD 分析, 即作“有条件”的 SVD 分析。具体做法是, 对两个准备进行耦合的三维气象变量场,

$$A(x, y, t) = \sum_n a_n(t) e_n(x, y), \quad (1)$$

$$B(x, y, t) = \sum_m \beta_m(t) f_m(x, y), \quad (2)$$

以及要去掉的信号 $Z=Z(t)$, 可以进行以下的操作,

$$A^* = A - Z \text{cov}(A, Z) / \text{var}(Z), \quad (3)$$

$$B^* = B - Z \text{cov}(B, Z) / \text{var}(Z), \quad (4)$$

其中, $\text{cov}(A, Z)$ 和 $\text{cov}(B, Z)$ 分别表示场 A 和信号 Z 的协方差以及场 B 和信号 Z 的协方差, $\text{var}(Z)$ 则表示信号 Z 的方差。为了检验信号去除的效果, 可以分别计算两个新的协方差阵 $\text{cov}(A^*, Z)$ 和 $\text{cov}(B^*, Z)$, 若两个协方差阵的值全为零, 则表示两个新的变量场 A^* 和 B^* 均与信号 Z 正交, 即信号 Z 已被很好地去除。将已去掉信号 Z 的两个新变量场 A^* 和 B^* 的协方差 $\text{cov}(A^*, B^*)$ 进行 SVD 分解, 就称为条件 SVD 分析, 它从实际上满足了剔除不必要信号影响的需要。另外, 若信号 Z 和三维耦合变

量场 A 和 B 之间存在超前或滞后的相关关系, 则 $\text{cov}(A, Z)$ 和 $\text{cov}(B, Z)$ 要用超前或滞后协方差代替。

2.2 联合条件奇异值分解 (联合 CSVD) 分析

联合条件奇异值分解 (联合 CSVD) 分析是在条件奇异值分解 (CSVD) 分析技术的基础上发展起来的, 所不同的是, CSVD 是用来“有条件”地诊断两个标量场之间的关系的, 而联合 CSVD 则可用于“有条件”地分析矢量场和标量场的相互关系^[19], 其关键是在进行 CSVD 之前, 还要先对数据进行一些处理。假设, 用于 CSVD 分析的左场是一个标量场 $A(x, y, t)$, 右场则是一个矢量气象场 [如风场, 包括 $U(x, y, t)$, $V(x, y, t)$ 两个变量], 这时可以将 U 、 V 场联合起来作为右场, 即

$$\mathbf{R}(x, y, t) = [U_1(x, y, t), \dots, U_n(x, y, t), V_1(x, y, t), \dots, V_n(x, y, t)]^T.$$

再将联合右场 $\mathbf{R}(x, y, t)$ 和左场 $A(x, y, t)$ 分别进行 2.1 节中提到的去除信号 $Z=Z(t)$ 的处理, 最后将得到的两个新变量场 $B^*(x, y, t)$ 和 $A^*(x, y, t)$ 进行 SVD 分析, 这就构成了联合 CSVD 分析方法。

需要注意的是, 在运用联合 CSVD 时, 右矢量场气象资料一定要经过标准化运算^[19]。这是因为在进行 SVD 矩阵分解之前, 右矢量场的两个分量 U 、 V 分别要与左标量场做交叉协方差, 由于 U 、 V 的量级不一致, 如果 U 、 V 都只用距平资料, 那么 U 、 V 场与左场的协方差必定有一个较大, 较大的占去了右场与左场总协方差的至少一半以上, 则经

SVD 分析得到的前几个模态集中反映的总协方差很可能只是较大量级的场的信息, 而较小量级的场的信息因其与左场的协方差小而在前几个模态中得不到反映。因此, 必须先将 U 、 V 场标准化, 使得 U 、 V 场的信息在前几个模态中皆能够得到公正的反映。

3 印度洋海表温度的 EOF 分析

在研究印度洋海温对南海夏季风建立迟早的影响之前, 有必要先了解印度洋海温的主要分布特征及其随季节的变化情况, 所以本文先对其海表温度场 (SST) 进行了 EOF 分析。这里, 印度洋区域取 ($41^\circ\text{S}\sim 31^\circ\text{N}$, $29^\circ\text{E}\sim 121^\circ\text{E}$), 分冬季 (前一年 12 月, 当年 1、2 月)、春季 (当年 3、4、5 月)、夏季 (当年 6、7、8 月) 和秋季 (当年 9、10、11 月) 四季分别进行 EOF 分析。

表 1 给出的是上述 EOF 分析前两个模态的结果。由表 1 数据可以看到, 无论春夏秋冬, 前两个模态的累积方差贡献都超过 1/2, 表明其收敛速度是较快的, 可见前两个模态基本代表了印度洋四季海表温度的主要特征。四季印度洋海表温度 EOF 分析前两个模态的空间分布和时间系数如图 1~4 所示。就空间分布而言, 第一模态一年四季均表现为全区海温都为正值的分布型 (全区一致型), 四季较为稳定的大值中心位于 ($25^\circ\text{S}\sim 35^\circ\text{S}$, $80^\circ\text{E}\sim 90^\circ\text{E}$) 附近的东南印度洋区域, 中心值可达到 0.045 以上 (春季较弱, 但中心值也超过了 0.04)。

表 1 1950~1998 年四季印度洋海表温度 EOF 分析前两个模态的结果

Table 1 Results of the EOF analysis of the Indian Ocean SST for four seasons (1950 - 1998)

方案 Scheme	印度洋海表温度 EOF 分析结果 EOF analysis of the Indian Ocean SST	模态 1 First mode	模态 2 Second mode
冬季 (12~2 月) Winter (Dec, Jan, Feb)	方差贡献	37.27	15.14
	Squared covariance fractions (SCF)		
	累计方差贡献 Cumulated squared covariance fraction (CSCF)	37.27	52.40
春季 (3~5 月) Spring (Mar, Apr, May)	方差贡献	43.85	14.38
	Squared covariance fractions		
	累计方差贡献 Cumulated squared covariance fraction	43.85	58.24
夏季 (6~8 月) Summer (Jun, Jul, Aug)	方差贡献	44.00	14.66
	Squared covariance fractions		
	累计方差贡献 Cumulated squared covariance fraction	44.00	58.66
秋季 (9~11 月) Autumn (Sep, Oct, Nov)	方差贡献	44.33	13.87
	Squared covariance fractions		
	累计方差贡献 Cumulated squared covariance fraction	44.33	58.21

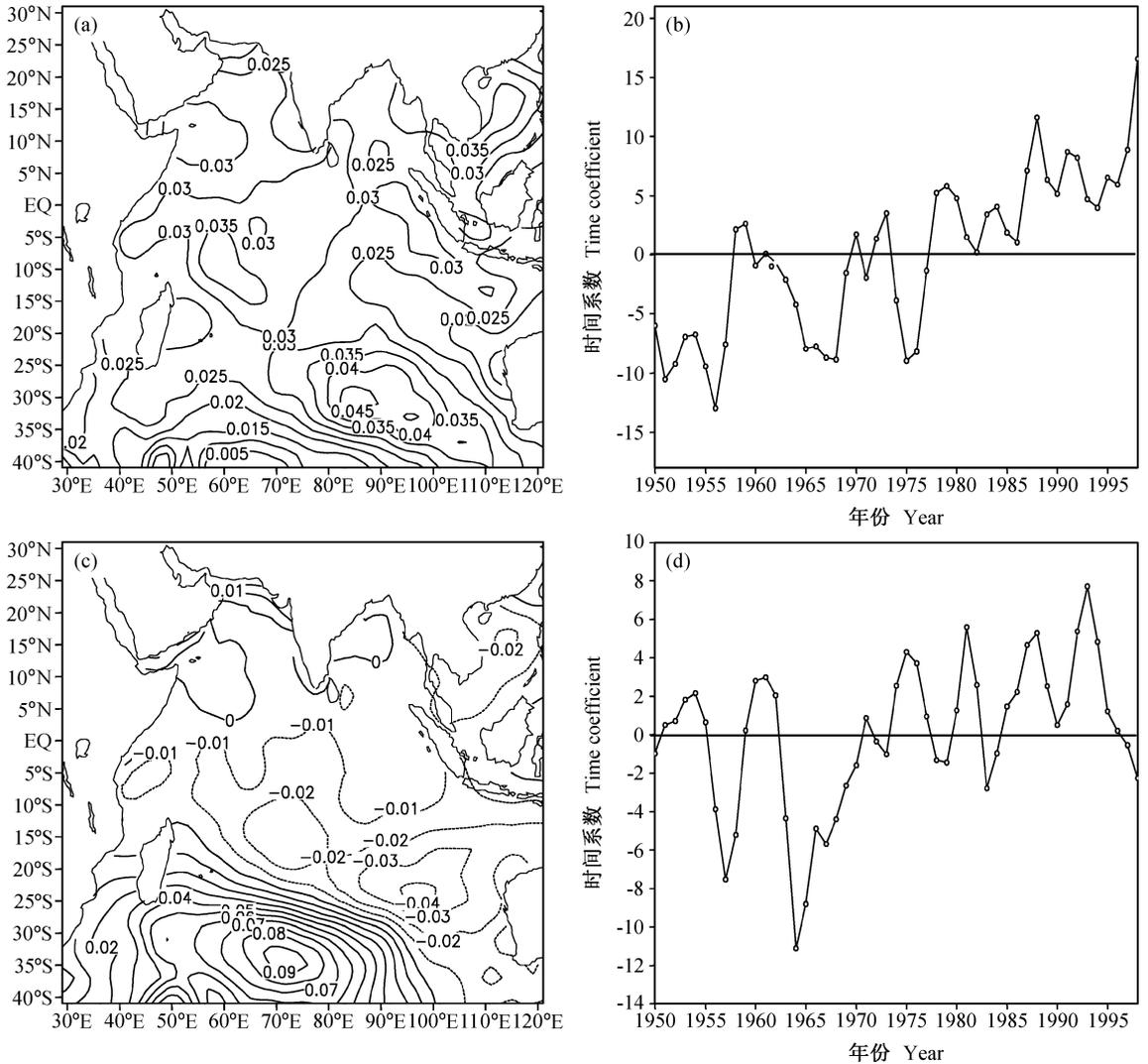


图1 冬季印度洋海表温度 EOF 分析前两个模态的空间分布及其时间系数: (a) 第1模态空间分布; (b) 第1模态时间系数; (c) 第2模态空间分布; (d) 第2模态时间系数

Fig. 1 The first two leading modes and related time coefficients of EOF analysis of the winter Indian Ocean sea surface temperature (SST): (a) Spatial distributions of the first mode; (b) time coefficients of the first mode; (c) spatial distributions of the second mode; (d) time coefficients of the second mode

第二模态四季的分布情况也大致相同,表现为一种南印度洋偶极子型,即赤道以北海温距平绝大部分同号,赤道以南,特别是 10°S 以南,以一西北-东南向分界线相隔,东西部海温距平相反。南印度洋东部海温距平符号与赤道以北相同,值为负;西部则相反,值为正。四季正值区的大值中心位于南印度洋($30^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{S}$, $70^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$),其中冬季值最大,达到0.09以上,春季最小,中心值只超过0.06。冬、春、夏三季负值区的大值中心位于热带东南印度洋($10^{\circ}\text{S}\sim 25^{\circ}\text{S}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$),

秋季较为偏西,位于($5^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$, $70^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$)。夏季是该负值区达到最强的时候,中心数值超过-0.06,而其他三季只达到-0.04。另外,从秋季的第二模态分布图上,也可以看到 Saji 等^[10]定义的印度洋偶极子 (Indian Ocean Dipole Mode, 简称 IODM) 特征。他们指出,热带印度洋西部($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$)的海表温度距平和南赤道印度洋东部($10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)的海表温度距平存在“跷跷板”的现象,且这种现象在秋季(9~11月)最明显,这与本文计算所得的结果基本一致。

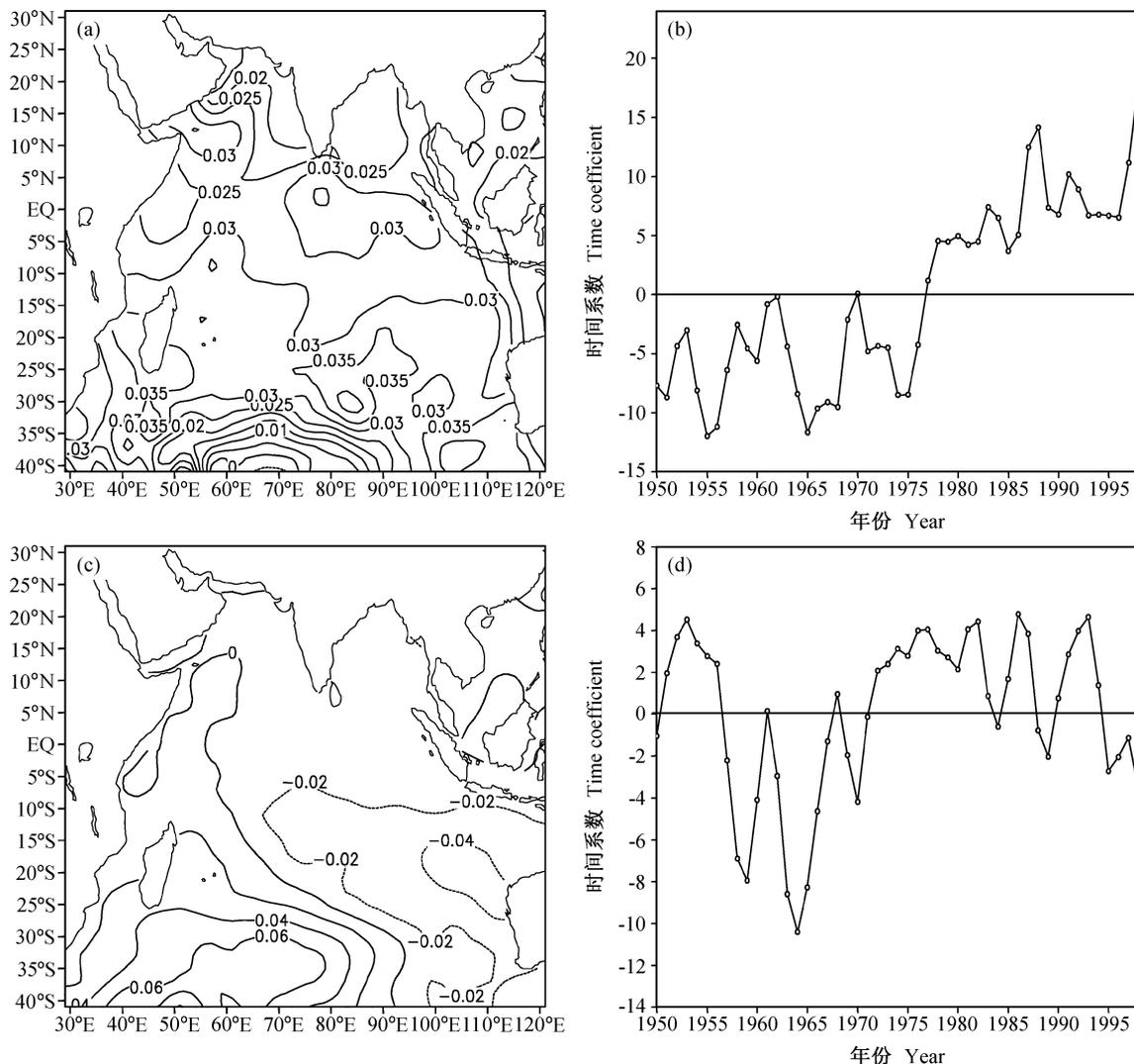


图 2 同图 1, 但为春季
Fig. 2 The same as Fig. 1, but for spring

为了与 IODM 区分开来, 称上述一年四季都存在的第二模态偶极子型为南印度洋偶极子型 (Southern Indian Ocean dipole mode, 简称 SIODM)。当海温距平为西正东负时, 称为正的南印度洋偶极子型 (Positive-Southern Indian Ocean Dipole Mode, 简称 P-SIODM); 而当海温距平为西负东正时, 称为负的南印度洋偶极子型 (Negative-Southern Indian Ocean Dipole Mode, 简称 N-SIODM)。

从四季第一模态的时间系数的变化看, 近 50 年来, 单极型热带印度洋海温异常变化有增暖的趋势, 这与周天军等^[21] 所得结果基本相似。另外, 四季第一模态的时间系数均在 1976 年和 1977 年之间存在明显的年代际变化, 具体表现为, 在 1976 年

及以前, 时间系数以负为主, 表明整个印度洋的海表温度在该时期是较低的; 而在 1978 年及以后, 时间系数都为正值, 表明该时期的印度洋海表温度是较高的。同时, 极大值年和极小值年分别与 La Niña 年和 El Niño 年对应。通过计算这四季的时间系数和四季的 Niño 3 指数 [Niño 3 区取 (5°S~5°N, 90°E~150°E)] 的相关, 冬、春、夏、秋四季相关系数分别为 0.7487、0.5891、0.3227、0.5704, 相关系数都通过 95% 以上的显著性检验, 说明第一模态与 ENSO 有着密切的关系, 其中相关性以冬季最强、夏季最弱, 这与 ENSO 现象一般在冬季最强的事实是相符的。

第二模态的时间系数也有较明显的年代际变

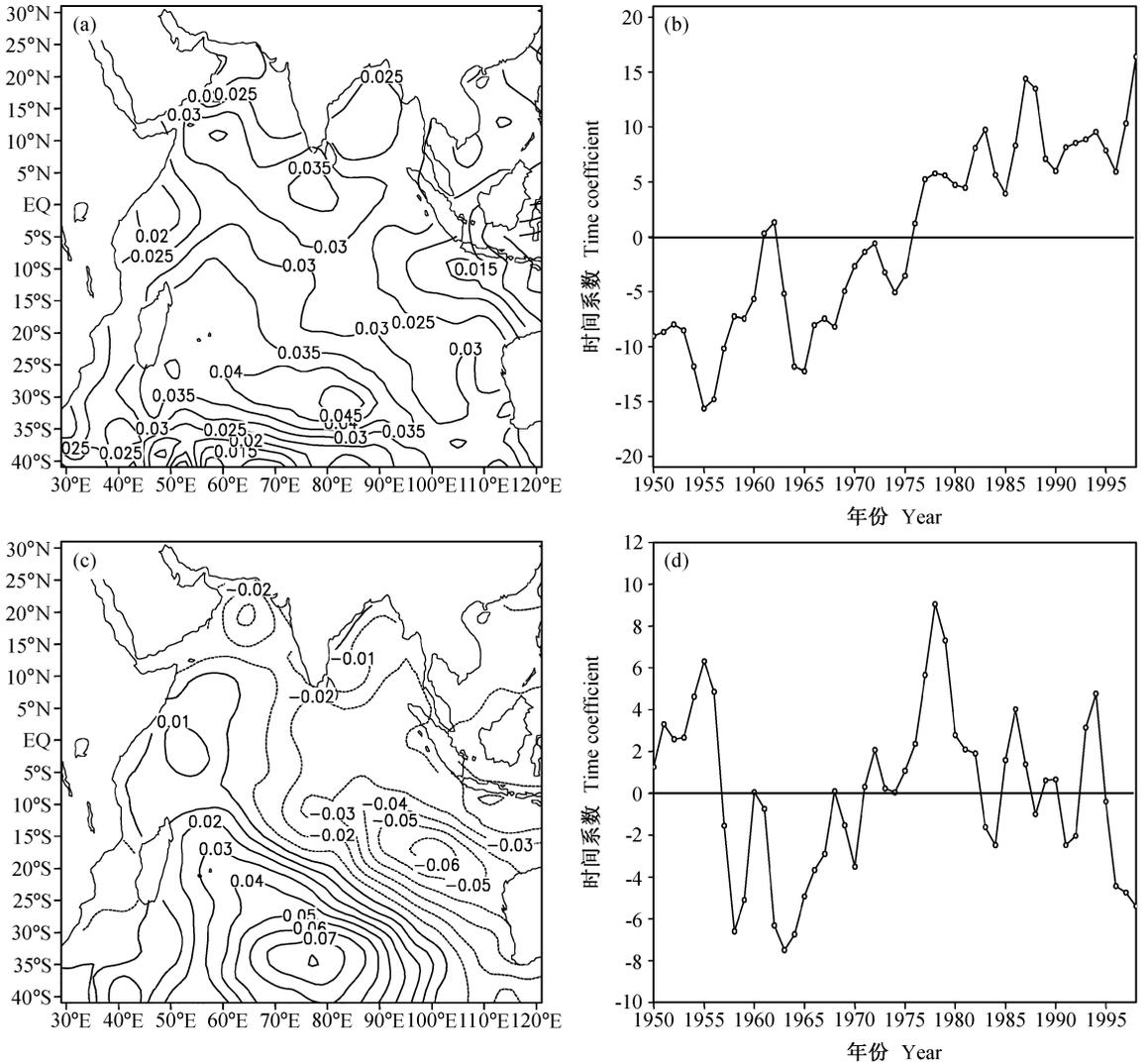


图3 同图1, 但为夏季
Fig. 3 The same as Fig. 1, but for summer

化, 且其变化频率比第一模态要大。冬、春、夏季 1956 年及以前 (对于秋季是 1959 年及以前) 以正值为 主; 1957~1970 年 (对于秋季是 1960~1970 年) 以负值 为主; 四季在 1971~1995 年又是以正 值为 主; 1996 年 开始 转 为 负 值。当 上述 时 间 系 数 为 正 时, 空 间 分 布 型 呈 现 出 P-SIODM 分 布; 时 间 系 数 为 负 时, 呈 现 N-SIODM 分 布。计 算 第 二 模 态 的 时 间 系 数 与 Saji 等^[10] 定 义 的 的 IODM 指 数 [这 里 以 赤 道 印 度 洋 (5°S~5°N, 70°E~90°E) 的 SS-TA 和 (10°S~0°, 90°E~110°E) 的 SSTA 之 差 来 表 示] 的 相 关, 结 果 显 示, 冬、春、夏、秋 四 季 的 相 关 系 数 分 别 为 0.0643、0.5218、0.6089、0.6358,

春、夏、秋 三 季 的 相 关 系 数 通 过 99% 的 显 著 性 检 验, 其 中 以 秋 季 为 最 好, 这 与 IODM 在 春 末、夏 初 发 展, 秋 季 成 熟 的 结 论 是 一 致 的^[10]。

4 未去除 ENSO 影响时印度洋海表温度场和大气环流场的耦合关系

南海夏季风的平均建立日期为 5 月的第 4 候, 倘若南海夏季风建立偏早 (晚), 则东亚 5 月月平均要素场基本能 (不能) 反映出南海夏季风建立后的环流特征。因此, 5 月与夏季风环流形势相一致的扰动 (异常) 将有利于南海夏季风偏早建立, 反

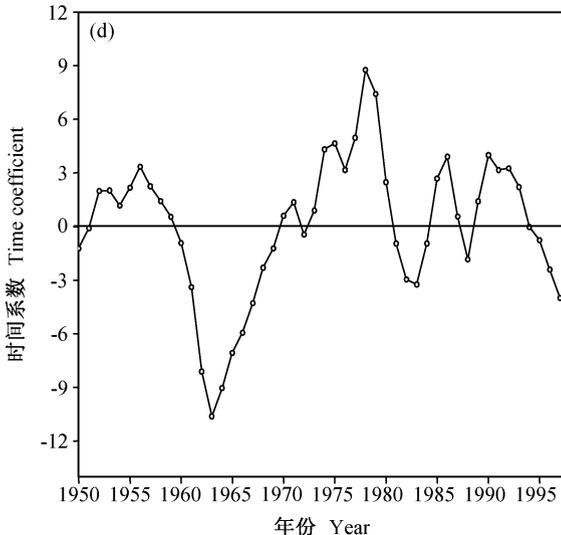
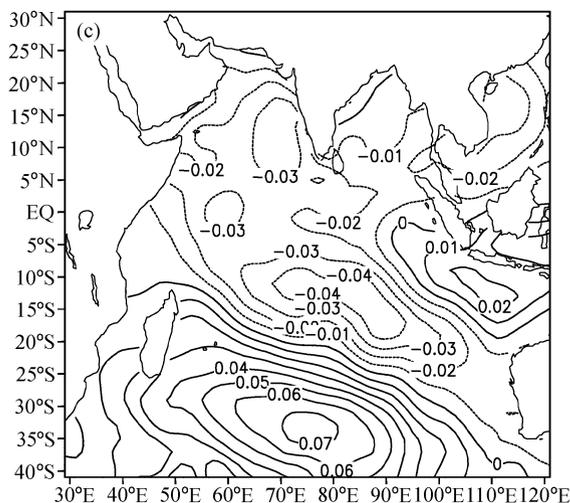
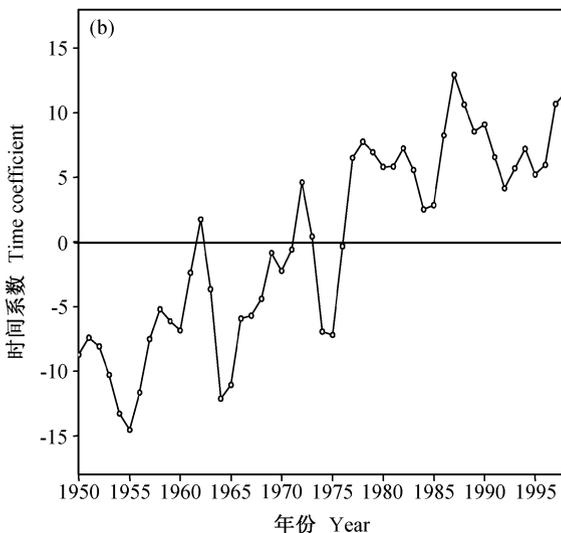
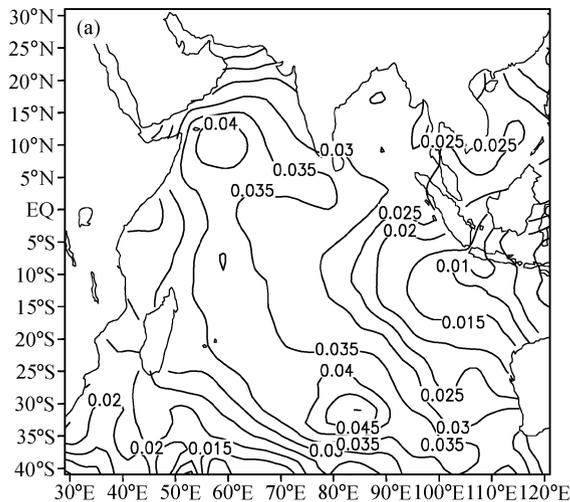


图 4 同图 1, 但为秋季

Fig. 4 The same as Fig. 1, but for autumn

之亦然^[22]。

由于大气对海温的响应有一定的滞后性，所以选取初春（3~4 月）的印度洋海表温度场作为 SVD（联合 SVD）的左场，同时选取能表现季风建立特征的 5 月高低层大气环流场（包括 200 hPa 和 850 hPa 二维风场以及 500 hPa 高度场）作为 SVD（联合 SVD）的右场。其中，左场印度洋海表温度场所取区域范围为（41°S~31°N，29°E~121°E），右场区域取为扩大的亚洲季风区（40°S~35°N，40°E~140°E）。这样，有 SST/200 hPa 风场、SST/850 hPa 风场和 SST/500 hPa 高度场一共 3 个方案的 SVD（联合 SVD）分析组合。另外，为了使海温资料和各风场、高度场资料在时间长度上能匹

配，样本均取 1953~1998 年共 46 年。

分析结果表明，前期初春的印度洋海温与南海夏季风的建立有着密切的关系。3 个方案（SST/200 hPa 风场、SST/850 hPa 风场和 SST/500 hPa 高度场）第一模态的方差贡献分别为 52.09%、64.55%和 96.85%，而左右场的相关系数则分别为 0.8091、0.7100 和 0.8414，全部通过 99% 的显著性检验（表 2）。由于所有 3 个方案第一模态的方差贡献都超过了 1/2，集中了较大比例的信息，因此这里仅对第一模态的耦合情况进行详细的分析。

图 5~7 给出的是与上述 3 个方案相对应的第一模态左、右场奇异向量的空间分布及其时间系

表 2 1953~1998 年初春 (3~4 月) 印度洋海表温度和 5 月 850 hPa、200 hPa 二维风场以及 500 hPa 高度场的 SVD (联合 SVD) 前三个模态分析结果

Table 2 Results of the SVD and combination SVD analysis of the early spring (Mar and Apr) Indian Ocean SST and horizontal wind field at 850 hPa, 200 hPa and geopotential height field at 500 hPa in May

方案 Scheme	SVD (联合 SVD) 分析结果 SVD (CSVD) analysis	模态 1 First mode	模态 2 Second mode	模态 3 Third mode
海温 (左场) 与 850 hPa 二维风场 (右场) SST (left field) and horizontal wind field at 850 hPa (right field)	方差贡献 SCF 累计方差贡献 CSCF 相关系数 Correlation coefficient	52.0923 52.0923 0.8091	17.2468 69.3391 0.8235	6.3236 75.6627 0.8051
海温 (左场) 与 200 hPa 二维风场 (右场) SST (left field) and horizontal wind field at 200 hPa (right field)	方差贡献 SCF 累计方差贡献 CSCF 相关系数 Correlation coefficient	64.5492 64.5492 0.7100	14.6252 79.1744 0.7534	4.9595 84.1338 0.6575
海温 (左场) 与 500 hPa 高度场 (右场) SST (left field) and geopotential height field at 500 hPa (right field)	方差贡献 SCF 累计方差贡献 CSCF 相关系数 Correlation coefficient	96.8486 96.8486 0.8414	0.9497 97.7983 0.6585	0.7015 98.4998 0.6604

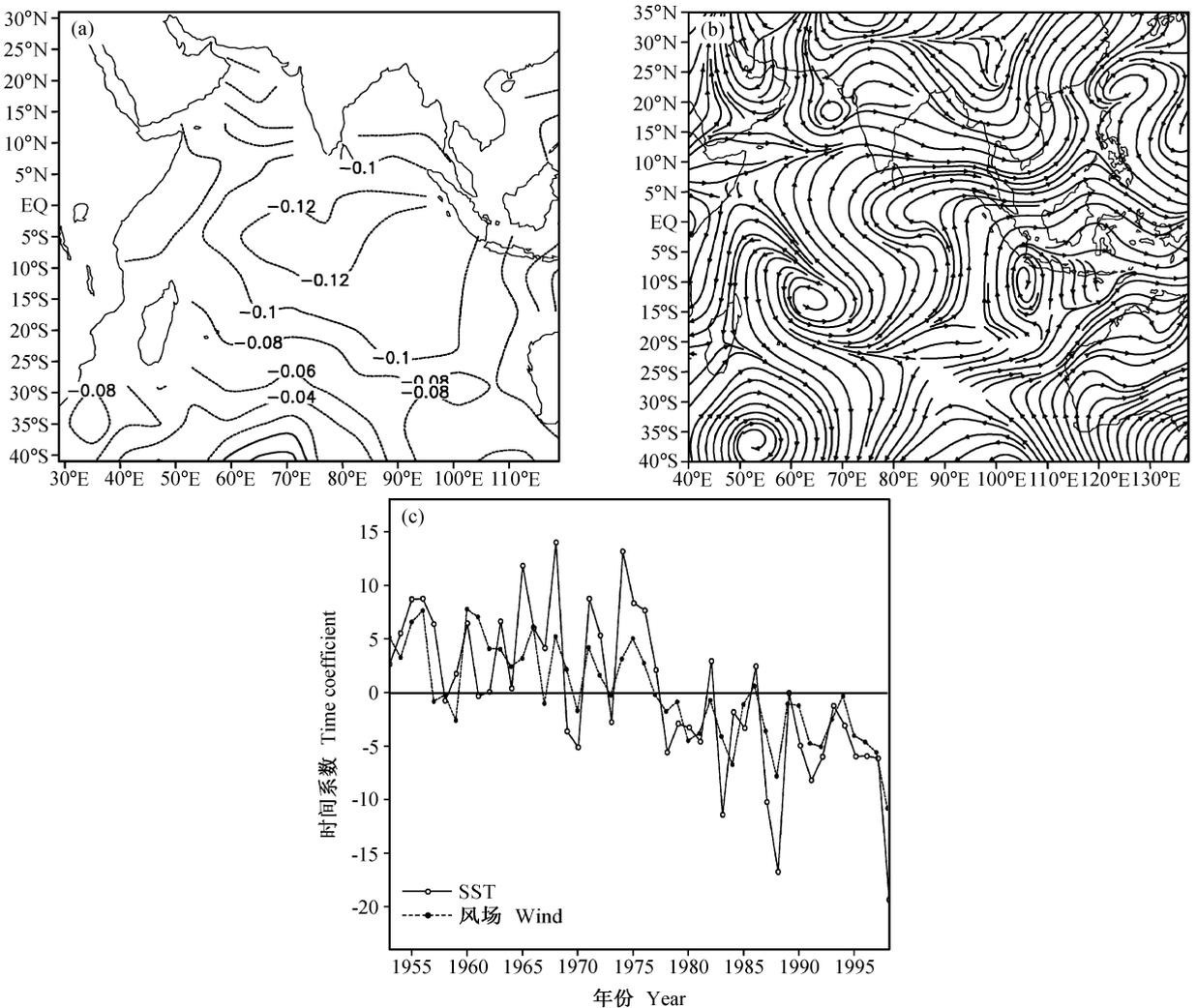


图 5 印度洋初春 (3~4 月) 海表温度和 850 hPa 风场的联合 SVD 分析第一模态的空间分布及其时间系数: (a) 海温场的空间分布; (b) 850 hPa 风场的空间分布; (c) 时间系数

Fig. 5 Combined SVD modes and related time coefficients of the Indian Ocean SST in early spring (Mar and Apr) and wind field at 850 hPa; (a) Spatial pattern of the Indian Ocean SST; (b) spatial pattern of wind field at 850 hPa; (c) the variation of time coefficients.

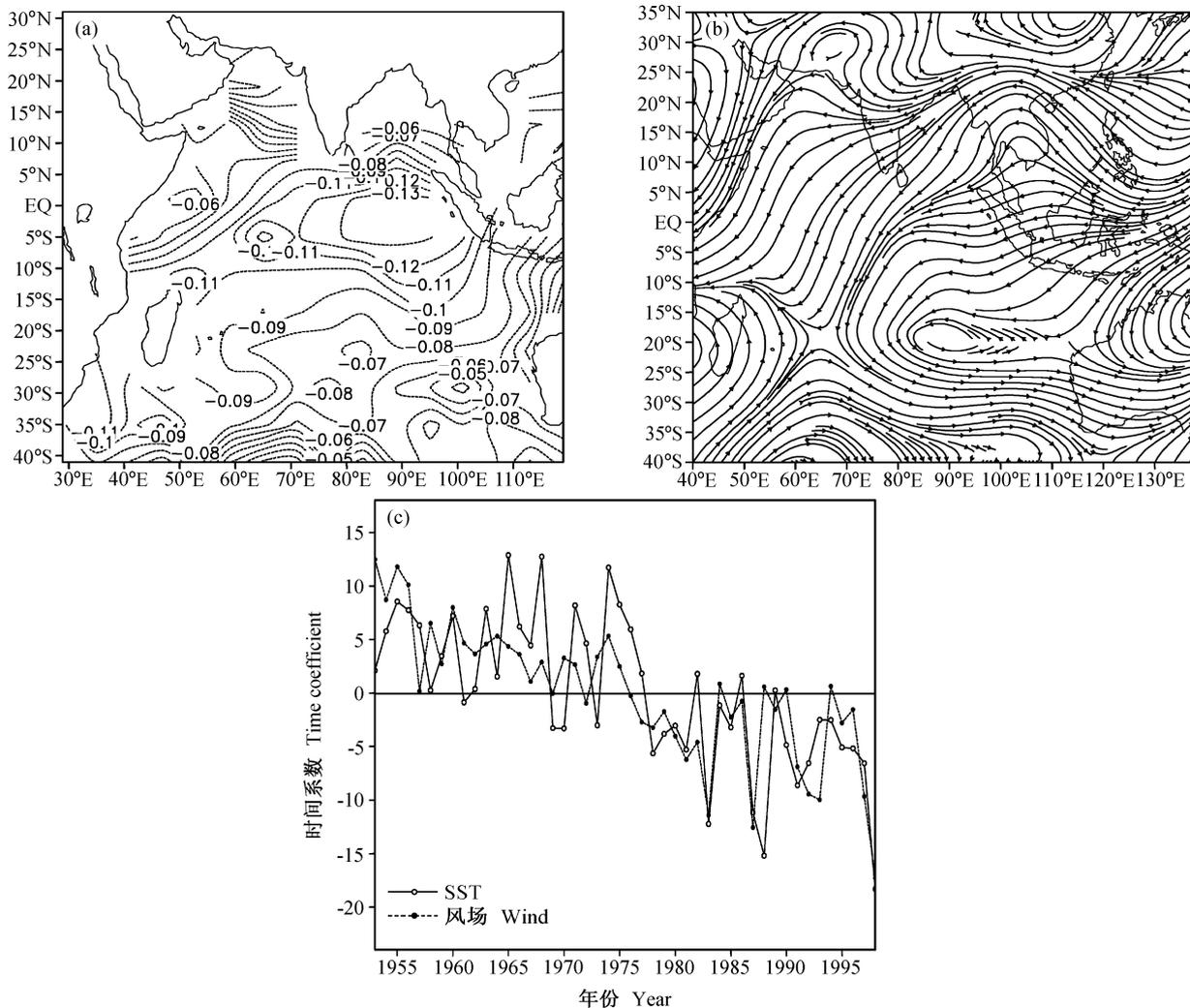


图 6 同图 5, 但为 200 hPa 风场

Fig. 6 The same as Fig. 5, but for 200 hPa wind field

数, 由图 5a、图 6a 和图 7a 可以看到, 所有 3 个方案印度洋海温场 (左场) 第一模态的空间分布均是一个全区一致为负分布型, 其大值区 (超过 -0.1 的区域) 主要位于热带印度洋 (10°S~5°N, 60°E~100°E)。在这种前期海温分布型的影响下, 5 月 850 hPa 耦合流场 (图 5b) 上马达加斯加以东地区有一距平反气旋环流, 由此距平反气旋气流衍生的东南和偏南距平气流在越过赤道后, 转为强劲的距平偏西气流, 经大陆桥和中南半岛南端直接挺进南海, 印缅槽位置偏东, 南海全区域均受强西南和偏南风距平气流控制。同时, 在菲律宾以东 140°E 附近的洋面上也形成一个有利于对流发展的距平气旋性环流。200 hPa 耦合流场 (图 6b) 的分布图上, 整个热带及北印度洋包括阿拉伯海、孟加拉湾、南

海和菲律宾及其以东等区域都受偏东距平气流的控制, 这与南海夏季风建立的高空流型相对应; 而在 500 hPa 的耦合高度场上 (图 7b), 则表现为全区一致的负值, 负大值区位于南海及其以东以南的区域。

由此可见, 前期印度洋海温全区一致型的负距平分布会对后期 5 月的大气环流场带来较大的影响。在此海温分布型的影响下, 低层 (850 hPa) 60°E~100°E 的越赤道气流偏强, 南海全区域受西南和偏南距平气流的控制; 高层 (200 hPa) 则盛行偏东风距平气流; 中层 500 hPa 低纬地区为高度负距平, 负值中心位于南海区域, 有利于西太平洋副热带高压减弱东撤。显然, 这种高低层大气环流的相互配合有利于南海夏季风较早地爆发^[21]。反之,

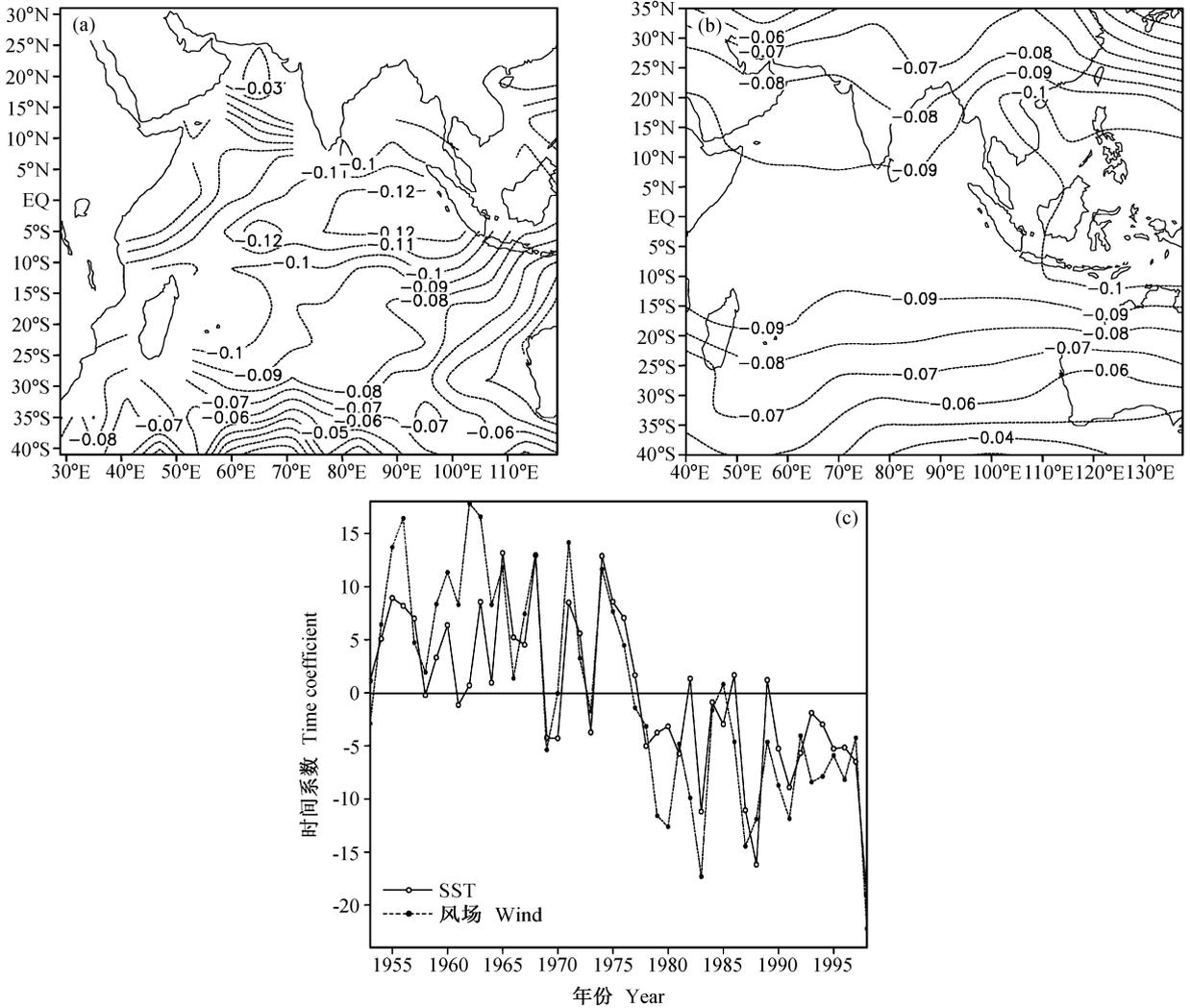


图7 同图5, 但为500 hPa高度场

Fig. 7 The same as Fig. 5, but for 500 hPa geopotential height field

当前期印度洋海温呈现出全区一致的正距平分布时, 则不利于南海夏季风较早地建立。

相应的时间系数变化图表明, 左、右场变化的走势基本一致, 并且均在1976年和1977年前后有明显的年代际特征, 具体表现为1976年及以前3~4月印度洋海温总体偏低, 且5月有利于南海夏季风建立的环流形势较明显(时间系数为正), 而在1977年及以后3~4月印度洋海温则总体偏高, 且5月不利于南海夏季风建立的环流形势较明显(时间系数为负)。同时, 计算时间系数与Niño 3区同期海温序列的相关系数, 发现相关系数都通过99%的显著性检验。这表明与大气环流场耦合的印度洋SSTA的第一模态特征在很大程度上与ENSO有

关, 反映了前期春季印度洋海温的“ENSO循环年际变化”叠加在“年代际线性增暖背景”趋势上的异常对南海夏季风建立迟早的影响。

5 去除ENSO影响后印度洋海表温度场和大气环流场的耦合关系

由上节可知, 印度洋与大气环流场的耦合特征在很大程度上受到太平洋ENSO的影响^[5~8], 然而, 为了找出印度洋自身的局地变化特征对大气环流场的影响, 有必要把ENSO的影响去除。

以赤道东太平洋Niño 3区(5°S~5°N, 90°W~150°W)平均的SSTA作为要去除的ENSO信号, 考虑到该海区海温的异常与初春(3~4月)印

度洋的海温及 5 月大气环流场的关系存在一定的超前和滞后, 所以将 1 月到 6 月的 Niño 3 指数作为要去除的 ENSO 信号, 即在计算 ENSO 信号和左、右场的协方差时, 用的是超前和滞后的协方差, 目的在于完全去除原始资料中 ENSO 信号的影响。同时, 为了能与上节的结果进行比较, 此节 CSVD 分析和联合 CSVD 分析的区域和时间均与上一节的一样。

表 3 给出的是 CSVD 和联合 CSVD 分析 3 个方案前三个模态的结果, 可以看到, 前三个模态的累积方差贡献都超过 70%, 集中了较大比例的信息, 表明其收敛速度是较快的。并且, 3 个方案左右场的相关性都颇高, 前三个模态的所有相关系数都通过了 99% 的显著性检验。与没有去除 ENSO 信号时 (表 2) 相比, 所有 3 个方案的第一模态方差贡献均有所下降, 而其他模态的方差贡献则有所上升, 特别是方案 1 的第二模态, 方差贡献已经达到 20% 以上, 说明第二模态的作用也较为重要。而第三模态的方差贡献都在 10% 以下, 作用相对较小, 且作为其右场的高低层大气环流场并不一致地对应南海夏季风爆发早或晚的环流形势, 因此, 以下的分析主要集中在第一和第二模态上。

与表 3 第一和第二模态数据相对应的左、右场空间分布及其时间系数由图 8~10 给出。首先, 分析第一模态的情况。在去掉 ENSO 的影响后, 印度洋海表温度场与大气环流场耦合的主要特征还是表现为全区一致型, 说明即使去除了 ENSO 的影响, 全区一致型的年代际海温变暖分布仍然是印度洋海

温本身所具有的主要特征。其大值区的位置与没有去掉 ENSO 影响时相比, 除了在热带东印度洋地区有极大值区以外, 在东南印度洋区域也存在极大值区。对于耦合的大气环流场而言, 200 hPa 和 850 hPa 的流场分布与没有去掉 ENSO 影响时有较大差异: 850 hPa 耦合图 (图 8b) 上, 印度半岛及其北部地区是一个槽区, 印度半岛南侧形成与海温低值区相对应的距平反气旋环流, 控制南海的强劲西南距平气流主要来自东移并加深的印缅槽; 200 hPa 耦合图 (图 9b) 上, 孟加拉湾-中南半岛-南海一带为距平反气旋环流控制, 整个南海盛行距平东北风 (而有 ENSO 影响时, 南海区域盛行偏东南距平气流)。中层 500 hPa 耦合图 (图 10b) 上, 距平高度场的分布型与没有去掉 ENSO 影响时基本一致, 大值区主要位于南海及其以东、以南的大片区域, 数值达到 -0.09, 超过 -0.1 的极值区在印度尼西亚半岛附近的一小块区域。以上分析说明在去除了 ENSO 影响后的印度洋全区一致型海温分布和南海夏季风的建立也有比较好的关系。分析相应的时间系数发现, 左、右场的配合也是非常好的。虽然没有去除 ENSO 影响时一样, 在 1976 年和 1977 年之间存在明显的年代际变化, 但其极大值和极小值对应的年份均不是 La Niña 年或 El Niño 年, 说明资料经过处理之后, ENSO 信号已被很好地去除。

对于第二模态, 印度洋海温场主要表现出一种南半球副热带地区东西部海温距平相反的偶极子特征。这里, 为了与 Saji 等^[10] 所定义的偶极子 (IO-DM) 区分开来, 称这种偶极子为南半球印度洋偶极

表 3 1953~1998 年初春 (3~4 月) 印度洋海表温度和 5 月 850 hPa、200 hPa 二维风场以及 500 hPa 高度场的 CSVD (联合 CSVD) 前三个模态分析结果

Table 3 Results of the CSVD of the Indian Ocean SST in early spring (Mar and Apr) and horizontal wind field at 850 hPa and 200 hPa, geopotential height at 500 hPa in May (from 1953 to 1998)

方案 Experiment	CSVD (联合 CSVD) 分析结果 CSVD (Combine CSVD) result	模态 1 First mode	模态 2 Second mode	模态 3 Third mode
海温 (左场) 与 850 hPa 二维风场 (右场) 方差贡献 SST (left field) and horizontal wind field at 850 hPa (right field)	方差贡献 SCF 累计方差贡献 CSCF 相关系数 Correlation coefficient	41.2683 41.2683 0.8479	20.7924 62.0630 0.8344	9.0987 71.1617 0.7679
海温 (左场) 与 200 hPa 二维风场 (右场) SST (left field) and horizontal wind field at 200 hPa (right field)	方差贡献 SCF 累计方差贡献 CSCF 相关系数 Correlation coefficient	52.8061 52.8061 0.7109	14.9268 67.7329 0.7450	7.8402 75.5731 0.6679
海温 (左场) 与 500 hPa 高度场 (右场) SST (left field) and geopotential height field (right field)	方差贡献 SCF 累计方差贡献 CSCF 相关系数 Correlation coefficient	91.4982 91.4982 0.7804	2.4487 93.9468 0.6303	1.8283 95.775 0.7148

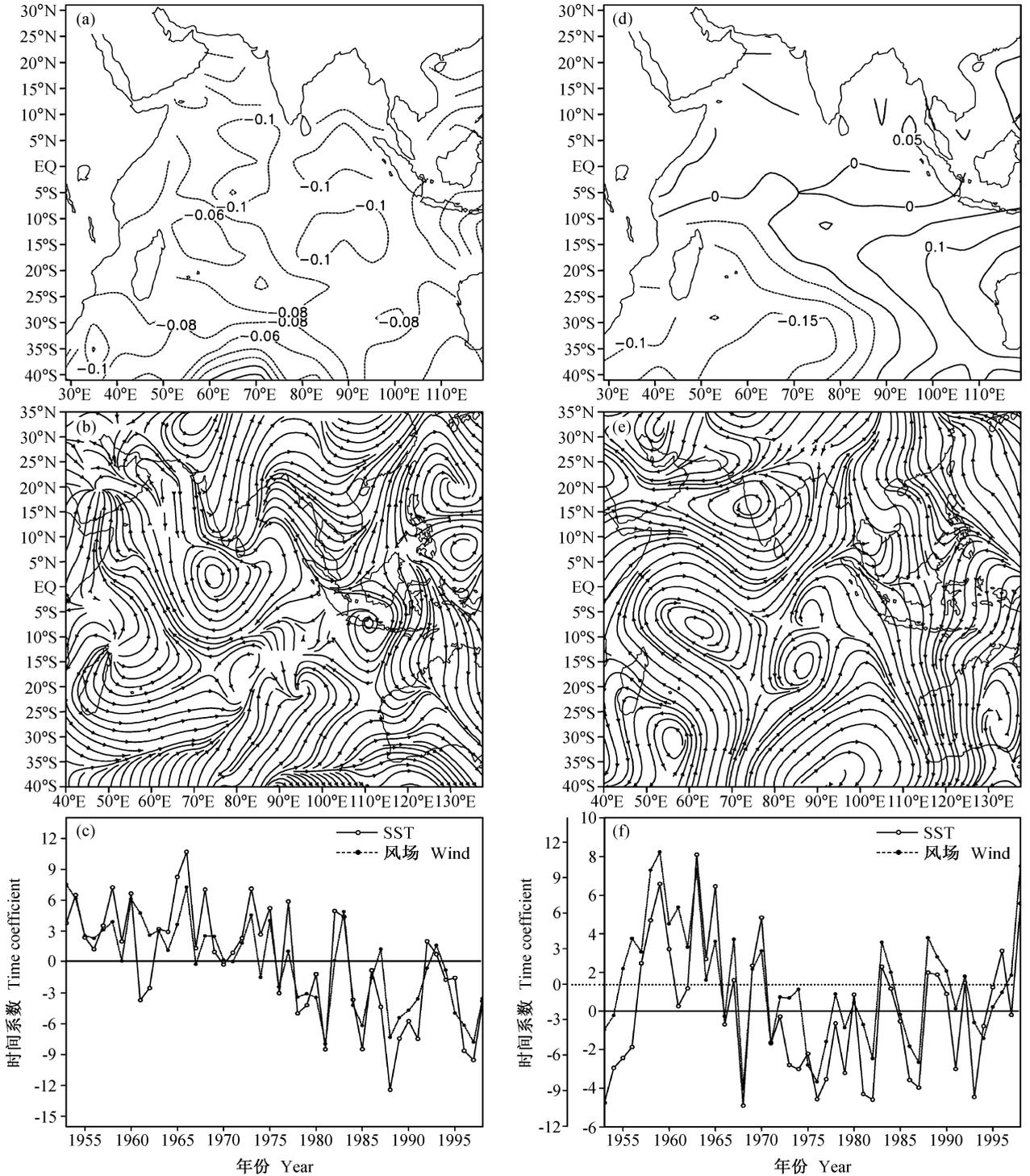


图8 初春(3~4月)印度洋海表面温度和5月850 hPa风场的联合CCSVD分析前两个模态的空间分布及其时间系数:(a)海温场第1模态的空间分布;(b)850 hPa风场第1模态的空间分布;(c)第1模态的时间系数;(d)海温场第2模态的空间分布;(e)850 hPa风场第2模态的空间分布;(f)第2模态的时间系数

Fig. 8 CCSVD modes and related time coefficients of the Indian Ocean SST in early spring (Mar and Apr) and wind field at 850 hPa in May: (a) CCSVD spatial pattern of SST mode one; (b) SVD spatial pattern of mode one for wind field; (c) the variation of time coefficients of mode 1; (d) CCSVD spatial pattern of SST mode 2; (e) CCSVD spatial pattern of mode 2 for wind field at 850 hPa; (f) the variation of time coefficients of mode 2

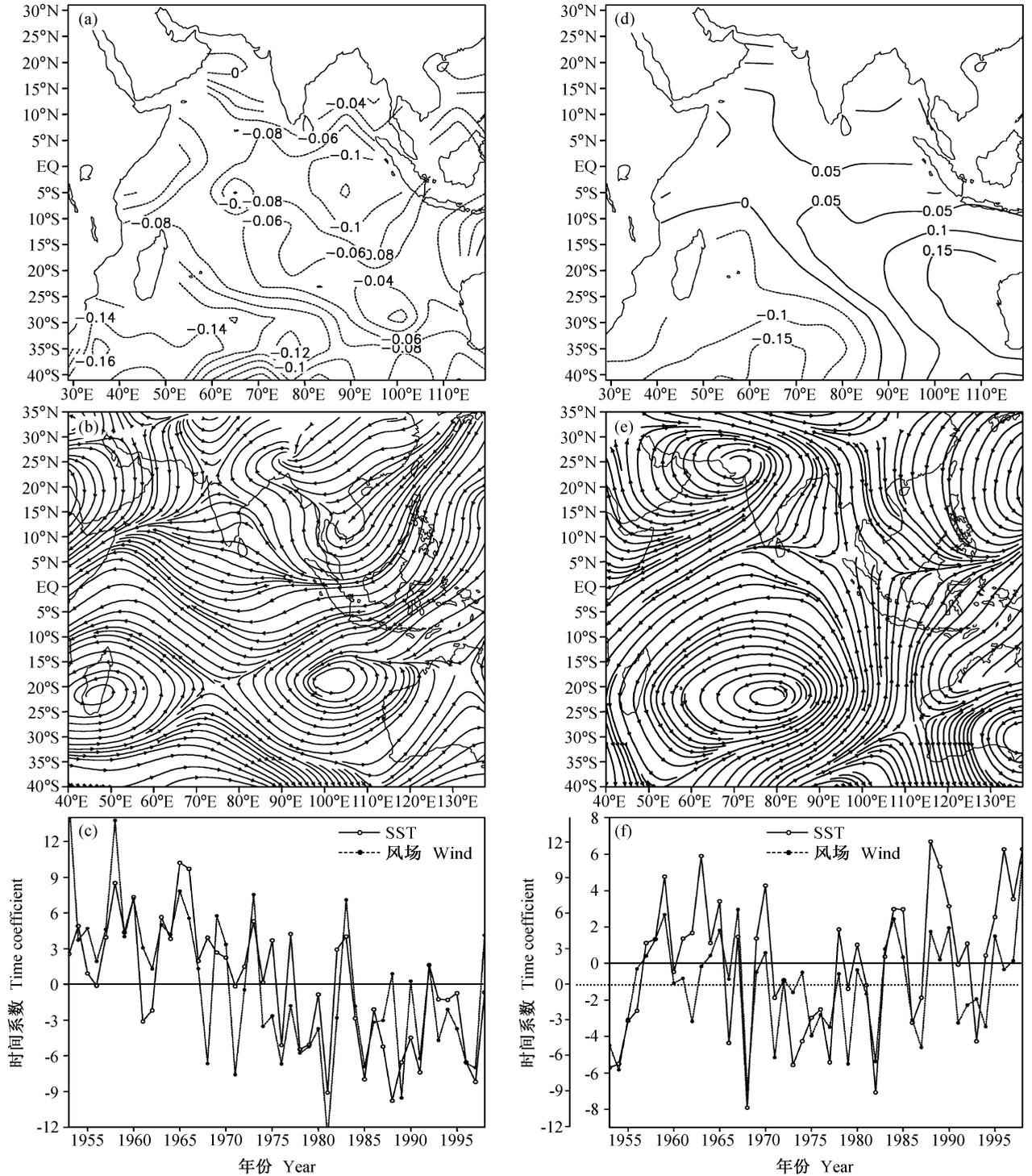


图9 同图8, 但为 200 hPa 风场
Fig. 9 The same as Fig. 8, but for 200 hPa wind field

子 (SIODM)。对于右场所示的高低层大气环流场而言, 850 hPa 耦合图 (图 8e) 上, 印度半岛是一个闭合型的距平气旋性环流, 南海主要受偏南距平气流的控制; 高层 200 hPa 耦合图 (图 9e) 上, 分布

形势大致与低层相反, 青藏高原西南部是一个距平反气旋环流, 而南海则广受偏北距平气流的控制; 500 hPa 耦合图 (图 10e) 上, 南海及其东部区域为高度负距平。与此第二模态相对应的左、右场时间

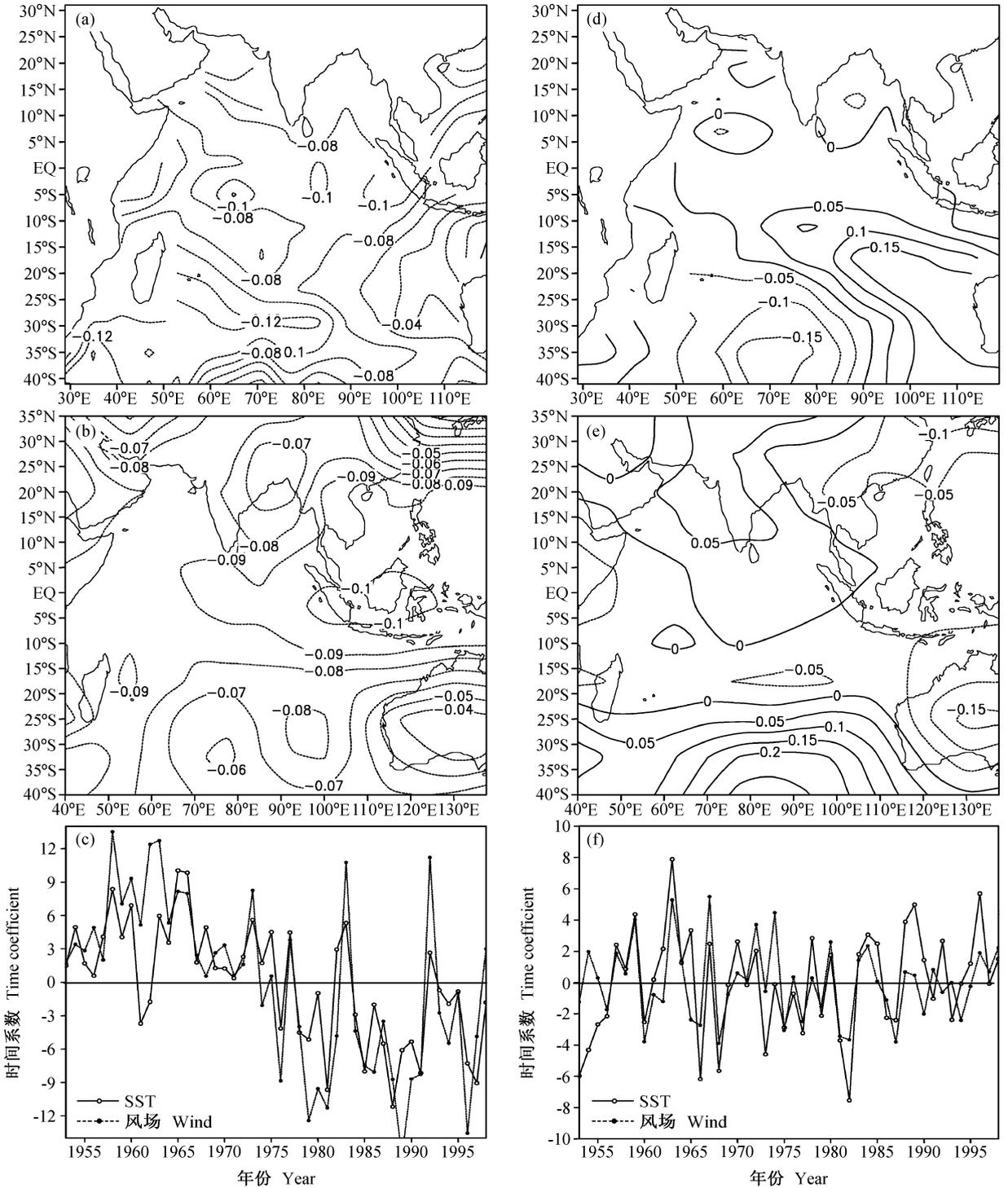


图 10 同图 8, 但为 500 hPa 高度场

Fig. 10 The same as Fig. 8, but for 500 hPa geopotential height field

系数的走势也是非常一致的, 表现为四个阶段性的年代际变化, 分别是: 1953~1956 (负值)、1957~1970 (正值)、1971~1995 (负值)、1996~1998 (正值)。

综上所述, 在去掉 ENSO 信号的影响后, 印度洋全区一致型年代际海温增暖分布仍然是影响大气环流场的主要分布形态, 但除了 500 hPa 耦合距平高度场外, 高低层耦合距平流场都与没有去掉 EN-

SO 影响有较大差别。为了便于区别, 称这种全区一致型为非 ENSO 全区一致型。若前期这种非 ENSO 全区一致型为一致的负距平, 则有利于 5 月低层的印缅槽位置偏东, 从而使得槽前距平西南气流挺进南海, 南海高层盛行与低层距平西南气流相反的距平东北气流, 500 hPa 高度场为负距平分布, 在上述高低层环流形势的配合下, 有利于南海夏季风早建立。反之, 则不利于南海夏季风较早建立。第二模态的情况表明, 受西负东正(西正东负)的 SIODM 型的海温分布影响, 5 月南海地区低层受偏南(偏北)距平气流控制, 高层受偏北(偏南)距平气流控制, 500 hPa 高度场为负(正)距平, 有利于南海夏季风早(晚)建立。

6 结论

通过运用 CSVD 和联合 CSVD 等较新颖的统计方法, 在区分 ENSO 外部影响和偶极子内部局地作用的思路下探讨了前期春季的印度洋海温和南海夏季风建立的耦合关系, 主要结论有:

(1) 一年四季, 印度洋海温异常存在两种主要的分布型, 即印度洋全区一致型和南印度洋偶极型, 前者与 ENSO 有着密切的关系。

(2) 在没有去除 ENSO 信号(外部作用)的情况下, 前期春季印度洋海温的“ENSO 循环年际变化”叠加在“年代际线性增暖背景”趋势上的异常对南海夏季风建立迟早起着重要的作用, 当全区温度距平为正(负)时, 南海夏季风建立较晚(早)。

(3) 在去除 ENSO 信号的情况下, 前期春季印度洋海温的“年代际线性增暖”异常和 SIODM 型是影响南海夏季风建立早晚的两个主要的印度洋海温分布型。前期(3~4 月)非 ENSO 全区一致型的负(正)海温距平分布, 南海夏季风建立较早(晚)。而前期海温为西负东正(西正东负)的 SIODM 型时, 有利于南海夏季风建立较早(晚)。

上述研究结果反映了印度洋海温异常与南海夏季风建立迟早的耦合关系, 由于篇幅所限, 印度洋海温异常对南海夏季风建立迟早的影响机理分析将在另文中进一步探讨。

致谢 感谢美国 NOAA 杨崧博士对本文提出很好的建议。

参考文献 (References)

[1] 贺海晏, 温之平, 简茂球, 等. 1982~1996 年亚洲热带夏季

风建立迟早的探讨(I) 热带季风环流的主要特征和季风建立指数. 中山大学学报(自然科学版), 2000, **39** (3): 91~96

He Haiyan, Wen Zhiping, Jian Maoqiu, et al. A study on the onset of the Asian summer monsoon during 1982~1996.

I. Basic features of the Asian summer monsoon circulation and its onset index. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni* (in Chinese), 2000, **39** (3): 91~96

[2] 贺海晏, 温之平, 简茂球, 等. 1982~1996 年亚洲热带夏季风建立迟早的探讨 II. 热带季风建立迟早的年际变化. 中山大学学报(自然科学版), 2000, **39** (4): 99~103

He Haiyan, Wen Zhiping, Jian Maoqiu, et al. A study on the onset of the Asian summer monsoon during 1982~1996 II. The interannual variations of the onset time of the Asian summer monsoon. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni* (in Chinese), 2000, **39** (4): 99~103

[3] 陈隽, 金祖辉. 影响南海夏季风爆发因子的诊断研究. 气候与环境研究, 2001, **6** (1): 19~32

Chen Jun, Jin Zuhui. Diagnosis of factors of influence on onset over the South China sea summer monsoon. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2001, **6** (1): 19~32

[4] 陶诗言, 张庆云. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应. 大气科学, 1998, **22** (4): 399~407

Tao Shiyun, Zhang Qingyun. Response of winter and summer monsoons over Asia to ENSO events. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1998, **22** (4): 399~407

[5] Tourre Y M, White W B. ENSO signals in global upper-ocean temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, 1995, **25**: 1317~1332

[6] Vinayachandran P N, Saji N H, Yamagata T. Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 1613~1616

[7] 晏红明, 肖子牛, 谢应齐. 近 50 年热带印度洋海温距平场的时空特征分析. 气候与环境研究, 2000, **5** (2): 180~188

Yan Hongming, Xiao Ziniu, Xie Yingqi. The analysis of spatial and temporal characteristics of sea surface temperature anomaly in the Indian Ocean during last 50 years. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2000, **5** (2): 180~188

[8] 马丽萍, 王盘兴, 吴洪宝. 热带海洋海气相互作用的区域差异. 气象科学, 2001, **21** (3): 260~269

Ma Liping, Wang Panxing, Wu Hongbao. Regional differences of air-sea interactions in tropical oceans. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **21** (3): 260~270

[9] Behera S K, Krishnan R, Yamagata T. Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 3001~3004

[10] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, **401**: 360~363

- [11] Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, 1999, **401**: 356~360
- [12] 李崇银, 穆明权, 潘静. 印度洋海温偶极子和太平洋海温异常. *科学通报*, 2001, **46** (20): 1747~1750
Li Chongyin, Mu Mingquan, Pan Jing. The Indian Ocean dipole and Pacific Ocean SST abnormality. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2001, **46** (20): 1747~1750
- [13] Li Chongyin, Mu Mingquan. The influence of the Indian Ocean Dipole on atmospheric circulation and climate. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (5): 831~843
- [14] Ashok K, Guan Z, Yamagata T. Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**: 4499~4502
- [15] Chang C P, Li T. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 2000, **57**: 2209~2224
- [16] Clark C O, Webster P J, Cole J E, et al. Interdecadal variability of the relationship between the Indian Ocean zonal mode and East African coastal rainfall anomalies. *J. Climate*, 2003, **16**: 548~554
- [17] Reynolds R W, Smith T M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 1994, **7**: 929~948
- [18] An S-I. Conditional maximum covariance analysis and its application to the tropical Indian Ocean SST and surface wind stress anomalies. *J. Climate*, 2003, **16**: 2932~2938
- [19] 刘颖, 倪允琪. ENSO对亚洲夏季风环流和中国夏季降水影响的诊断研究. *气象学报*, 1998, **56** (6): 681~691
Liu Ying, Ni Yunqi. Diagnostic research of the effects of ENSO on the Asian summer monsoon circulation and the summer precipitation in China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1998, **56** (6): 681~691
- [20] 周天军, 宇如聪, 李薇, 等. 20世纪印度洋气候变率特征. *气象学报*, 2001, **59** (3): 257~270
Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Wei, et al. On the variability of the Indian Ocean during the 20th century. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **59** (3): 257~270
- [21] 陈永利, 胡敦欣. 南海夏季风爆发与西太平洋暖池区热含量及对流异常. *海洋学报*, 2003, **25** (3): 20~31
Chen Yongli, Hu Dunxin. The relation between the South China Sea summer monsoon onset and the heat content variations in the tropical western Pacific warm pool region. *Acta Oceanologica Sinica* (in Chinese), 2003, **25** (3): 20~31
- [22] 何金海, 徐海明, 周兵, 等. 关于南海夏季风建立的大尺度特征及其机制的讨论. *气候与环境研究*, 2000, **5** (4): 333~344
He Jinhai, Xu Haiming, Zhou Bing, et al. Large scale features of SCS summer monsoon onset and its possible mechanism. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2000, **5** (4): 333~344